

A KISKUNSAGI ÉDESVÍZI MÉSzkő ÉS DOLOMIT KÉpzőDMÉNYEK KIALAKULÁSÁNAK GENETIKAI ÉS KRONOLÓGIAI KERETEI

Sümegei Pál

1. Bevezetés

A csölyospálosi réti mészkő és dolomit feltárást (1. ábra) a második világháború előtt ismerte fel és vonta vizsgálat alá Miháltz István és felesége Faragó Mária (Miháltz – Faragó 1945). A képződmény részletes vizsgálatát a második világháborút követően kezdték el a szegedi kutatók, Miháltz István professzor tanítványai (Mucsi 1963). Ugyanakkor tudnunk kell, hogy a kiskunsági réti mészkövet és annak építésköként való felhasználását a Magyar Minerológia kiadványában már 1786-ban megemlézték (Benkő 1786).

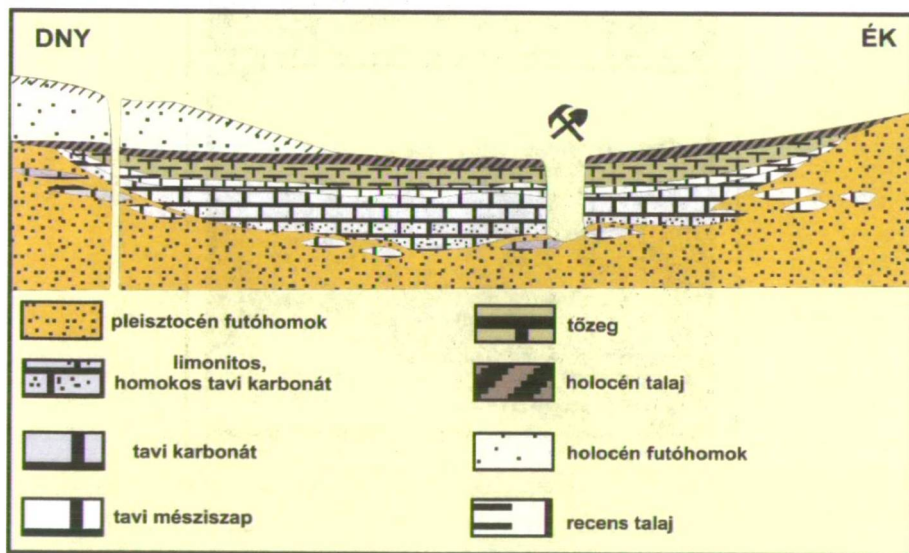


1. ábra. A kiskunsági mész-és dolomitiszap, szilárd közzetté alakuláson átesett édesvízi dolomitképződmények (réti mészkő) első tudományos felismerésének és leírásának színterei a Kiskunságban, Szatymaz - Jánosszállás futóhomok felszíne és réti mészkővel kitöltött laposok világa, valamint a csölyospálosi Wolff malom melletti kőfejtő a réti mészkő-feltárással (Miháltz István professzor felvételei 1936-ból)

Mucsi Mihály a csőlyospálosi szelvény geológiai rétegeit, köztük a mészkőréteget finomabb szintekre, finomrétegtani (10-20 cm-es) mintákra bontotta, és a mintákon üledékföldtani, malakológiai vizsgálatokat, valamint Faragó Mária segítségével pollenanalitikai elemzéseket végzett. A malakológiai és a pollenanyagokat elsősorban a szelvény kronológiai elemzésére használta fel, és az egész vizsgálat célja az édesvízi mészkőréteg kronológiai, rétegtani leírása volt. A feltárt malakológiai anyag meghaladta a 37 ezer darabot, de a pollenanyag mennyisége nem volt alkalmas a statisztikai elemzésekre és részletes értelmezésre. A malakológiai elemzéseknél jelentős, több ezer darab csillárkamoszat oogóniumot is feltártak, de ezeknek a maradványoknak a meghatározása és értelmezése nem történt még meg eddig.

Ezt követően Molnár Béla professzor végzett átfogó üledékföldtani, kőzetszövettani, geokémiai vizsgálatokat a kiskunsági, közte a csőlyospálosi édesvízi karbonátos képződményeken. Munkája során először használta Germán Müller német szedimentológus recens hipersalin tavi karbonátképződési adatait (Müller et al. 1972) a réti mészkő képződés modellezésére, a réti dolomit kialakulásának megfogalmazására (Molnár 1970, 1980, 1984, Molnár et al. 1981). Jelenlegi ismereteinknek döntő részét ekkor fogalmazták meg a szegedi földtani iskolában.

A csőlyospálosi szelvényből (2. ábra) 1957-ben Mucsi Mihály által kiemelt monoliton 1–4 cm-enként vett mintákon Sümegi Pál vezetésével részletes radiokarbon, oxigén és szénizotópos elemzéseket végeztek, és ennek nyomán a csőlyospálosi mészkő képződésének kronológiai kereteit és képződési környezetét a korábbinál pontosabban sikerült meghatározni (Sümegi et al. 2005, Sümegi 2006). Az itt megemlített munkák alapján mutatjuk be a csőlyospálosi réti mészkő kifejlődését és ennek nyomán a kiskunsági réti mészkő- és dolomitképződés törvényszerűségeit.



2. ábra. A csőlyospálosi réti mészkő és dolomit, valamint dolomitiszap lelőhely földtani szelvénye a kőfejtő helyzetével (Mucsi 1963 nyomán)

Kiemelkedő jelentőségű, hogy a Kiskunságban élők a középkortól kezdődően jól ismerték ezt a képződményt, és felhasználták építkezéseik során. A fennmaradt népi elnevezései ennek a képződménynek, mint „darázskő”, „pecsmeg”, „terméskő”, „acélaskő” a különböző réti mészkő típusok gyakorlati felhasználása során alakulhattak ki (Kustár – Szarka 2013).

2. Az édesvízi karbonátok kialakulásának, képződésének folyamata

A tavi és réti karbonátok kialakulása szempontjából nem csak a geomorfológiai - exogeológiai folyamatok, a hordalékkúp és a futóhomok felszíneken kifejlődött különböző genetikájú vízgyűjtő medencék, mélyedések voltak jelentősek. Legalább ennyire fontos volt az édesvízi karbonátok képződésénél, hogy a kiskunsági dunai törmelékkúp kémiai és ásványtani összetétele erőteljesen különbözött a többi alföldi hordalékanyagtól, a tiszai lehordási (vízvidéki) területektől (Miháltz 1953, Sümeghy 1955, Molnár 1963, 1965, 1966, 1973, Pál-Molnár – Bozsó 2007a,b). Ugyanis dunai törmelékanyag és ennek nyomán a szél által helyben áthalmozott futóhomok döntő részét kvarc (SiO_2) alkotja. Ugyanakkor a kvarc mellett igen jelentős mennyiségben kerültek elő mind a folyóvízi (fluviális), mind az eolikus üledékből kalcit (CaCO_3) és dolomit ($\text{Ca,Mg}[\text{CaCO}_3]_2$) ásványok. Ezeknek az ásványoknak a jelenléte és jelentősebb aránya azt mutatja, hogy a kiskunsági dunai törmelékkúpban az észak-alpi, dunántúli középhegységi tengeri mészkő és dolomit területekről származó hordalékanyag halmozódott fel, és ezen ásványok és kőzetdarabok – például a nummuliteszes mészkő törmeléke – nyomán a dunai hordalékkúp folyóvízi kavics és homokanyaga világosan elkülöníthető a többi alföldi folyó hordalékától.

A dunai folyóvízi rétegek jellegzetes, magnéziumban és dolomit ásványban dúsabb összetétele nyomán a folyóvízi rétegekből áthalmozódott futóhomokban is jelentős mennyiségű magnéziumot és dolomitot mutathatunk ki (Miháltz 1953, Sümeghy 1955, Rónai 1985, Molnár 1963, 1965, 1966). Vagyis a folyóvízi homokból a futóhomok képződés során áthalmozódtak a tengeri karbonátos, benne a tengeri dolomitos képződmények törmelékei, ásványai, és ezekből a képződményekből származó elemösszetétel vizes közegben könnyen oldódásnak indulhatott. Ugyanakkor kiemelkedő jelentőségű, hogy a kiskunsági folyóvízi homokban, futóhomokban, helyenként a homoktalajokban is kimutatható tengeri mészkő és dolomit anyagának, törmelékének az izotóp-összetétele alapvetően különbözik az édesvízi környezetben kialakult karbonátok, köztük a tavi és réti mészkő és dolomit karbonátos anyagából kinyert izotópok összetételétől.

A kiskunsági édesvízi, az utolsó 13 ezer év során felhalmozódott meszes üledékből diagenezis során kifejlődött tavi és réti mészkövek és dolomitok karbonátos anyagából kinyert, egymástól függetlenül végzett szén- és oxigénizotópos vizsgálatok (Molnár – Botz 1996, Molnár – Jenei 2006, Sümegi 2004, 2006, Sümegi et al. 2004, 2005, Barna – Fórizs 2007, Hertelendi et al. 1995) ugyanarra az eredményre vezettek. Nevezetesen, hogy a kiskunsági megszilárduláson átesett réti mészkövek és dolomitok nem az áthalmozódott tengeri mészkövek és dolomitok törmelékének beépüléséből származnak, mivel ezeknek a tengeri, valamint az édesvízi karbonátoknak a szén- és oxigénizotóp összetétele, és ennek



nyomán a képződési környezete markánsan különböznek egymástól. Így azok az utóbbi időben megjelent publikációk, amelyek mindenféle konkrét vizsgálat nélkül, hipotetikusan a tengeri dolomit anyag beépüléséből származtatja az édesvízi dolomitok kialakulását (Fügedi et al. 2008, Kuti et al. 2003) teljes mértékben téves megközelítésnek bizonyultak.

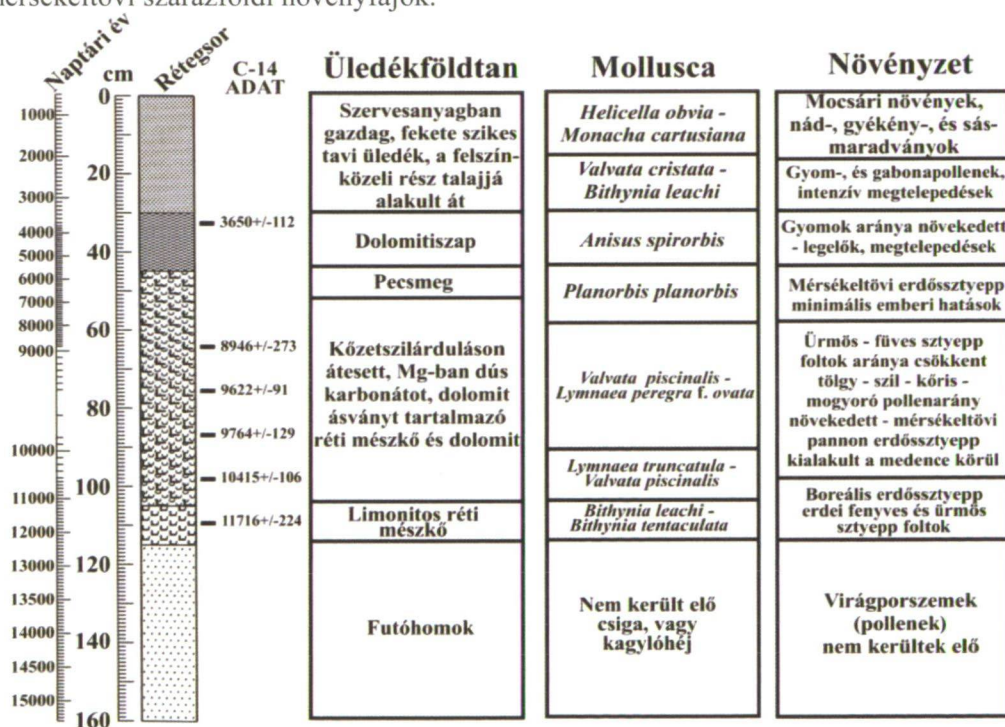
A csölyospálosi lelőhely a Dorozsma–Kiskunmajsa kistájon helyezkedik el. A kistáj területe 1700 km² és tengerszint feletti magassága 80–140 m közötti, a felszíne egyhangú, enyhén hullámos. A kissé mélyebb medencék csapása ÉNy–DK-i irányú, hosszan elnyúlva helyezkednek el és a Tisza völgyéig futnak. Ezeken az alacsonyabb területeken szikesek, illetve mészszipos laposok alakultak ki, továbbá helyenként a semlyékekben réti mészkő is kifejlődött. A karbonátos padok kialakulásában fontos szerepet játszhatott a talajvíz oldott sóinak a bepárolódása is. A holocén kori lepelhomok-rétegek, köztük az ókori, népvándorlás kori és középkori emberi hatásokra (szarmata, avar, kun közösségek megtelepedése nyomán) kialakult futóhomok rétegek (Sümei 2001) sok helyen elfedik a réti dolomit kifejlődéseket.

Hőmérséklet szempontjából a kistérség éghajlata meleg és száraz (a nyugati részek éghajlata meleg-mérsékelt száraz), melyet részben a kontinentális éghajlat, részben a sajátos helyi földrajzi, mezo- és mikroklimatikus viszonyok alakítanak. Az évi középhőmérséklet 10,2–10,3 °C, a tenyészidőszaké 17,2 °C. A legmagasabb nyári maximum hőmérsékletek sokévi átlaga 34,0–34,4 °C, a leghidegebb téli minimumok átlaga -16,0 és -16,5 °C közötti, azonban a szélsőséges éghajlati események: a 35 °C-ot meghaladó nyári melegek, és -25 °C-ot meghaladó téli fagyok gyakoriak. A kistérség az ország egyik napfényben leginkább telített területe, a napsütéses órák évi összege 2080–2090 közötti. Ezen klimatikus okok, főképp a nyári hőmérsékleti maximumok és aszályos évszakok döntő jelentőségűek a réti mészkő keletkezése szempontjából. Csapadékot tekintve a csapadékösszeg évi átlaga 530–570 mm – Ny-ról Kelet fele csökken – a vegetációs időszaké 310–320 mm. A párolgás éves átlagos értéke szabad vízfelületen 650–750 mm közötti, vagyis a párolgás jelentős mértékben meghaladja a csapadékbevételt (Pálfi 1989).

Az erőteljes párolgást és a relative kisebb csapadékbevételt (Sümei et al. 2012, Szelepcsényi et al. 2009, 2014, Szelepcsényi 2012) a Duna felől a Tisza felé áramló talajvíz ellensúlyozta a folyószabályozás előtt, és így igen jelentős szerepet játszottak a Duna–Tisza köze, közte kiskunsági terület, a Dorozsma–Kiskunmajsa kistáj talajvízrendszerében a dunai árvizek is. Ugyanis ezen árvizek során az egykori dunai hordalékkúpon a homokszemcsékkel, kavicsos mederanyaggal kitöltött medrek áradmány- és talajvíz elvezető rendszerekké alakultak át, és a dunai árvizek során a dunai allúviumon megjelent a Bajor-medencéből, az Alpokból, a Kisalföldről a csapadékból, gleccserek olvadásából, hóolvadásból származó víztöbbletet a Kiskunság belső területeire vezették. Így ezek az egykori medrek igen jelentős szerepet játszottak az éghajlati okok miatt a nyári hónapokban és ősz kezdetén jelentős vízhiánnyal jellemezhető terület vízforgalmában. A hárommaximumos dunai árvizek, a hó- és gleccserolvadás okozta kora tavaszi, a csapadék bevételei többlet nyomán kifejlődött tavasz végi - nyár eleji és a szubmediterrán éghajlati hatás nyomán kialakuló késő őszi csapadékmaximum során kialakult magas dunai vízállások, árvizek felszín alatt, vagy a felszínen a részekre osztott dunai medrekben, a

futóhomok buckák között jelentős vízszintemelkedést, a helyi tavak – mocsarak vízborításának erőteljes növekedését okozták. Tehát a területen a helyi csapadékviszonyoktól függetlenül idegen területeken keletkezett víztöbblet jelenhetett meg, elsősorban a vegetációs időszak kezdetén. Ennek nyomán a tavakban magasabb vízállás volt jellemző, illetve időszakosan megjelenő tavak alakultak ki. A nyár második felében, az ősz kezdetén az árvízmentes és csapadékszegény időszakban ezekben a tavakban jelentős vízszintesökkenés, esetenként időszakos kiszáradás volt jellemző, és ennek nyomán az állandó és az epizodikus tavak oldott só, köztük hidrokarbonát tartalma jelentős mértékben megemelkedett, azaz hiperszalin állapot alakulhatott ki.

A negyedidőszak végén (a jégkor végén), mintegy 13 000 évvel ezelőtt, a jégkori éghajlati és környezeti tényezők megváltozásával indult meg Csólyospáloson (3. ábra) az édesvízi karbonátképződés. Az eddigi éghajlati adatok alapján a folyamatosan emelkedő hőmérséklet és növekvő csapadékmennyiség hatására a jégkori tundra – tajga – hideg sztyepp vegetáció megváltozott, és jelentős számú lombos fát és cserjét tartalmazó tülevelű vegetáció és mérsékeltövi sztyepei növényzet, boreális típusú erdőssztyepp fejlődött ki a Kárpát-medence belső területein. Ezzel párhuzamosan a biogeokémiai anyagforgalom és a mállás jellege is erőteljesen megváltozott, mivel egyre jelentősebbé váltak a Ca, Mg elemeket a növényi testrészekben felhalmozó mérsékeltövi szárazföldi növényfajok.



3. ábra. A csólyospálosi réti mészkő és dolomit, valamint dolomitiszap lelőhely földtani szelvénye és a szelvény környezettörténeti vizsgálatának eredményei (Sümei et al. 2005)

Az évente lehulló levelekből, a talaj felső rétegében felhalmozódó növényi részekből mind a kalcium, mind a magnézium viszonylag gyorsan kioldódhatott, és az üledékgyűjtő medencékben kialakult tavakba szállíthatott. Ezekben a jégkor végi, tiszta vizű, alacsony szerves anyag és foszfor-foszfát tartalmú tavakban tömegesen terjedtek el a hidrokarbonátban és fényben gazdag vizeket kedvelő csillárkamoszatok (Sümegei et al. 2013). A csillárkamoszatok karbonátot, egészen pontosan alacsony Mg-tartalmú kalcitot választanak ki a sejtfalukban, és ennek nyomán a Chara tavak fenékszintjében jellegzetes mésziszap halmozódott fel. Ilyen karbonátos karakterű Chara tavak nem csak a Kárpát-medence belső területein, hanem egész Európában kialakultak a jégkor végén, a holocén kezdetén (Sümegei et al. 2013).

Ezzel párhuzamosan a Kiskunságban is kialakultak ezek a karbonátos tavak, de a Homokhátság területén kémiai karakterükben, fejlődésükben több különbség is megfigyelhető a Kárpát-medence többi területén található karbonátos tavakkal szemben (Molnár 1980, Molnár et al. 1981). Ezek közül a legfontosabb, hogy a kiskunsági tavak vize lúgosabb, és az oldott alkáliák következtében szikes jellegű volt, valamint a dunai eredetű hordalékkúp következtében jóval jelentősebb Mg-tartalommal rendelkezett, mint azt a többi tavi rendszerben megfigyelhettük. A kiskunsági tavakban már ekkor kialakult a fehér szikes tavi állapot, amelyben a rendkívül jelentős mennyiségű oldott karbonát $[\text{HCO}_3]^{2-}$ mellett jelentős mennyiségű vízben oldott nátrium, kalcium, magnézium kation is található (Sümegei et al. 2013).

Ezek a geokémiai és hidrokémiai eltérések még jobban felerősödtek a holocén kezdetén, amikor a napjainkban megfigyelhető hőmérsékleti maximumokat is meghaladó felmelegedés alakult ki a Kárpát-medence centrumában. Ennek nyomán a jégkor végi boreális jellegű fenyvesekkel tagolt kontinentális jellegű erdőössztyepp is átalakult, és kifejlődött a szubmediterrán elemeket is tartalmazó holocén kezdeti mérsékeltövi (pannon) erdőössztyepp. A mésziszap képződés ebben a periódusban a Kárpát-medence belső területein teljesen általánossá vált (Sümegei et al. 2013, 2015). A Kiskunság területén a holocén kezdetén kifejlődött hőmérsékleti viszonyok között erőteljesen bepárlódó tavak alakultak ki, amelyekben a kémiai úton kialakuló dolomitiszaphoz szükséges Mg/Ca arány a nyár végén, ősz kezdetén ritmikusan kifejlődhetett (Molnár – Jenei, 2006). Ugyancsak jelentős szerepet játszhattak az ezekben a tavakban elterjedő algák, köztük a csillárkamoszatok, mivel a széndioxid elvonásuk nyomán jelentős mértékben elősegíthették a nagy magnéziumtartalmú karbonátos iszapok kialakulását. A kiskunsági tavakban a jelentős oldott magnézium-tartalom, a széndioxid-megkötődés mellett a szikes, alkalikus oldott sótartalom is fontos tényezőjét alkothatta a dolomitiszap kiválásának. Így kémiai és biológiai tényezők egyaránt szerepet játszottak a dolomitiszap felhalmozódásában (Sümegei et al. 2013).

Mintegy 9500 évvel ezelőtt, jóval a környezetét jelentősen átalakító, produktív gazdálkodást folytató földművelő kultúrák megjelenése előtt több karbonátos tavunkban az eutrofizáció és a foszfortartalom növekedése nyomán magasabb rendű növények terjedtek el, és tőzegszintek, tőzeges lápos tavak alakultak ki. Ugyanakkor más karbonátos tavakban folytatódott a mésziszap, a Kiskunságban a dolomitos iszap felhalmozódása. A kiskunsági tavak területén ebben a periódusban megindult a ciklikus,

valószínűleg évszakonként ismétlődő kiszáradás és az újbóli tavi elöntés. Ezen változások nyomán megindult a már lerakódott karbonátos iszap átalakulása, a felhalmozódott szemcsék, kivált karbonátos ásványok cementálódása, a ritmikus oldódás és ásványok kiválása, a pórusterek kitöltődése, a kőzetkeményedés és végül a szilárd kőzetté válás. Azokban az üledékgyűjtő medencékben, ahol az üledékgyűjtő medence mélysége, stabilabb vízbevétele, állandóbb jellegű vízborítása miatt ezek a kiszáradási és újraoldódási folyamatok nem indultak meg, ott a jégkor végén – a kora holocén kezdetén kialakult mészsizapos szintek laza, konszolidálatlan állapotban maradtak fenn (lásd a dunántúli Sárrét területén: Sümegi 2003).

A kiskunsági tavakban (és más területeken, például bátorligeti medencében) viszont ezek a kőzetszilárdulási folyamatok megindultak, és több ezer éven át tartottak (Molnár et al. 1981). Így a kiskunsági tavakban felhalmozódott dolomitos – kalcitos karbonátos iszap átalakult és beszáradási, újraoldódási és újra kristályosodási szerkezeti jegyeket is megőrző édesvízi dolomittá, édesvízi mészkővé alakult át (Molnár 1984). Az éghajlati hatásokat, aszályokat és a hárommaximumos árvizek talajvíz-duzzasztó hatását érzékelő-követő kiskunsági tavakban az édesvízi mészsizap és dolomitiszap-felhalmozódás, és az édesvízi mészkő – dolomit kialakulás a rézkorban érte el a csúcspontját (Sümegi 2006, Sümegi et al. 2015). Ekkor olyan dinamikusan változó tavi rendszerek alakultak ki a kiskunsági területen, amelyekben tavasszal és ősz végén méteres vízborítás alakulhatott ki, míg nyár végén és ősz kezdetén drasztikusan, iszapfenékig kiszáradtak (Sümegi 2006).

A rézkor végétől, 5500 (a Krisztus előtti 3500) évtől már megszilárdult, szilárd kőzetté vált édesvízi mészkő és dolomit nem alakult ki a Kiskunságban, hanem laza szerkezetű dolomitiszap, elszórtan kalcit dominanciájú mészsizap fejlődött ki 5500 és 3300 (a Krisztus előtti 3500 és 1300) évek, rézkor és a bronzkor utolsó szakasza között (Sümegi 2006). Úgy tűnik, hogy a rézkor végétől a megnövekedett csapadék, és talán a lecsökkent hőmérséklet hatására a kiskunsági tavak kiszáradása, és ennek nyomán réti állapot kialakulása és a kőzetszilárdulás már nem következett be (Jenei et al. 2014). A laza dolomitos iszapszintben a szervesanyag- és a foszfortartalom növekvő mennyisége alapján a rézkor végén már jelentősebb emberi hatások alakultak ki a csólyospálosi üledékgyűjtő medence környezetében. Ennek nyomán a rézkor végi Protoboleráz, a Boleráz/Baden és a Baden kultúrák, majd kora és középső bronzkori Nagyrév, Hatvan, Vatyai kultúra közösségei már jelentős számban megtelepedhettek a Kiskunság területén (Kustár – Szarka 2013, Jenei et al. 2014). Ezen termelő gazdálkodás folytató magaskultúrák közösségeinek megtelepedése, gazdálkodása nyomán, valamint a megnövekedett csapadék nyomán a talajerózió felerősödhetett és az üledékgyűjtő hidrológiai rendszer fokozatosan megváltozhatott (Jenei et al. 2014).

A csólyospálosi tavi környezet átalakulása a bronzkor végén következett be, akkor a fehérszikés – karbonátos tavi állapot a tavi rendszer feltöltődése és szervesanyag akkumulációja nyomán lezárult, és fekete szikés tavi rendszer alakult ki, amelyben már karbonátos iszap nem képződött. Ez a fekete szikés tavi üledék a talajvíz-szabályozást követően, az elmúlt mintegy 130–150 év során talajosodott (Sümegi et al. 2013).

Mint láhattuk, a kiskunsági karbonátos üledékképződésnek vannak olyan elemei, amelyek globálisan is megfigyelhetők, de az Európában egyedülálló édesvízi dolomitképződés a lokális geológiai – biológiai – hidrológiai – éghajlati feltételek unikális összekapcsolódásának köszönhető. Az is nyilvánvaló, hogy a csőlyospálosi édesvízi karbonát képződése a felerősödött emberi hatásra szűnt meg, bár az emberi hatások mellett természetes változások (csapadék mennyiségének növekedése) is befolyásolták a karbonát képződésének alakulását. Így egyértelmű, hogy azok a kiskunsági területek, ahol napjainkban még zajlik az édesvízi karbonát képződése, azok rendkívül érzékenyek az emberi hatásokra. Éppen ezért kiemelt természetvédelmi kezelésük, társadalmi védelmük rendkívül indokolt. Rajtunk is múlik, hogy ez az Európában egyedülálló geológiai folyamat, mely a jégkor végén, mintegy 13 000 évvel ezelőtt indult meg, az édesvízi dolomit és mészkőképződés fennmarad-e a Kiskunságban és tovább gazdagítja gyermekeinkre, unokáinkra hagyott örökségünk.



1. és 2. kép. A csőlyospálosi védett földtani feltárás napjainkban

Irodalom

- Barna G., Fórizs I. (2007): A Balaton stabilizotóp-hidrológiai karakterisztikája. Térbeli eloszlás és a párolgási izotóp-effektus. Hidrológiai Közöny, 87: 35 – 41.
- Benkő F. (1786): Magyar Minerológia azaz a 'Kövek és Értsek tudománya'. Kolozsvár, Református kollégium kiadványa (reprint kiadás, ELTE Könyvkiadó, 1986)
- Fügedi U., Pocsai T., Kuti L., Horváth I., Vatai J. (2008): A mészfelhalmozódás földtani okai Közép-Magyarország talajaiban. Agrokémia és Talajtan 57: 239-260.
- Hertelendi E., Veres M., Futó I., Svingor É., Mikó L., Lénárt L. (1995): Environmental isotope study of karst systems national report of Hungary: COST action 65. In: Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas: Isokarst '94: International workshop on Environmental Isotope Study of Karst Systems, Miskolc.
- Jenei M., Gulyás S., Sümegi P., Molnár M. (2007): Holocene lacustrine carbonate formation: old ideas in the light of new radiocarbon data from a single site in Central Hungary. Radiocarbon, 49. 1017-1021.
- Kiss, T., Nyári D., Sipos Gy. (2006): Blown sand movement in historical times in the territory of Csengele. In: Kiss, A. - Mezösi, G. - Sümeghy, Z. eds. Landscape, Environment and Society. Szegedi Tudományegyetem, Szeged. 373–383.

- Kustár R., Szarka L. (2013): A réti mészkő felhasználása a Duna–Tisza közén. Kustár, R.-Balázs, R. (szerk). Talpalatnyi kő – Elveszett emlékeink nyomában. Darázskő. Kiskunsági Nemzeti Park kiadványa, Kecskemét. 87-130.
- Kuti L., Tóth T., Kalmár J., Kovács-Pálffy P. (2003): Szikes talajok ásványi összetétele és recens ásványképződés Apajpusztán és Zabszék térségében. *Agrokémia és Talajtan* 52: 275-292.
- Miháلتz I. (1953): Az Észak-Alföld keleti részének földtani térképezése. Földtani Intézet jelentése 1951-ről, 61-68.
- Miháلتz I., Faragó M. (1945): A Duna – Tisza – közti édesvízi mészkőképződmények. Alföldi Tudományos Intézet Évkönyve 1944-1945-ről, 14.
- Molnár B. (1963): A délföldi pliocén és pleisztocén üledékek tagolása nehézásvány-összetétel alapján. *Földtani Közlöny*, 93: 97–107.
- Molnár B. (1965): Adatok a Duna-Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához és származásához nehézásvány-összetétel alapján. *Földtani Közlöny*, 95: 217-225.
- Molnár B. (1966): Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön. *Földtani Közlöny*, 96: 403–413.
- Molnár B. (1970): A dél-alföldi szikes tavak keletkezése. *Hidrológiai Tájékoztató*, 10: 124-130.
- Molnár B. (1973): Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. *Földtani Közlöny*, 103: 294-310.
- Molnár, B. (1980): Hipersalin tavi dolomitképződés a Duna-Tisza közén. *Földtani Közlöny*, 110: 45-64.
- Molnár B. (1984): A Duna – Tisza közti tavak keletkezése, fejlődéstörténete és hasznosítása. Akadémiai Doktori Értekezés, Szeged.
- Molnár B., Botz R. (1996): Geochemistry and stable isotope ratio of modern carbonates in natron lakes of the Danube-Tisza Interfluvium, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 39: 153-174.
- Molnár B., Jenei M. (2006): A Kiskunsági Nemzeti Park talaj-és felszíni vizek hidrodinamikai és hidrokémiai változásainak összefüggése a tavi karbonát képződéssel. *Hidrológiai Tájékoztató*, 45: 57-59.
- Molnár B., Szónoky M., Kovács S. (1981): Recens hipersalin dolomitok diagenetikus és litifikációs folyamatai a Duna-Tisza közén. *Földtani Közlöny*, 111: 119-144.
- Mucsi M. (1963): Finomrétegtani vizsgálatok a kiskunsági édesvízi karbonát-képződményeken. *Földtani Közlöny*, 93: 373 - 386.
- Müller G., Irion G., Förstner U. (1972): Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59: 158–164.
- Pálfi I. (1989): Az Alföld aszályossága. *Alföldi Tanulmányok*, 13: 7-25.
- Pál-Molnár E., Bozsó G. (2007a): Szikes tavi üledékek komplex környezet-geokémiai vizsgálata. IX. Bányászati, Kohászati, Földtani Konferencia összefoglaló kötete, 262-266.
- Pál-Molnár E., Bozsó G. (2007b): Complex environmental geochemistry of saline lake sediments. *Cereal Research Communications*, 35: 889-892.
- Rónai A. (1985). Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Acta Geologica Hungarica Series Geologica*, 21: 1 - 446.
- Sümeghy J. (1955): A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról, 395-403.
- Sümegei P. (2001): A Kiskunság a középkorban – geológus szemmel. In: Horváth, F. A Csengelei kunok ura és népe. Archaeolingua Kiadó, Budapest. 313-317. ISBN 963-804-641-4
- Sümegei P. (2003): New chronological and malacological data from the Quaternary of the Sárrét area, Transdanubia, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 46: 371-390.

- Sümegi P. (2004): The results of paleoenvironmental reconstruction and comparative geoarcheological analysis for the examined area. In: Sümegi, P.-Gulyás, S. eds. The geohistory of Bátorliget Marshland. Archaeolingua Press, Budapest. 301-348.
- Sümegi P. (2006): A csályospálosi mészkő kronológiai és környezettörténeti vizsgálata. Hidrológiai Tájékoztató, 69: 60-61.
- Sümegi P., Dániel P., Kovács-Pálffy P. (2004): The results of abiotic components analysis. In: Sümegi, P.-Gulyás, S. (eds.) The geohistory of Bátorliget Marshland. Archaeolingua Press, Budapest. 150-154.
- Sümegi P., Mucsi M., Fényes J., Gulyás S. (2005.): First radiocarbon dates from the freshwater carbonates of the Danube Tisza Interfluvium. In: Hum, L.-Gulyás, S.-Sümegi, P. eds. Environmental Historical Studies from the Late Tertiary and Quaternary of Hungary. University of Szeged, Szeged. 103-117.
- Sümegi P., Persaids G., Gulyás S. (2012): Woodland-Grassland Ecotonal Shifts in Environmental Mosaics: Lessons Learnt from the Environmental History of the Carpathian Basin (Central Europe) During the Holocene and the Last Ice Age Based on Investigation of Paleobotanical and Mollusk Remains. In: Myer, R.W. (ed.) Ecotones Between Forest and Grassland. Springer Press, New York. 17-57.
- Sümegi P., Gulyás S., Törőcsik T. (2013). A kiskunsági édesvízi mészkő és dolomitképződés folyamata a geológiai, a geokémiai és a környezettörténeti elemzések tükrében. In: Kustár, R., Balázs, R. (szerk.) Talpalatnyi kő. Elveszett emlékeink nyomában. A darázs-kő. Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatósága, Kecskemét. 25-86.
- Sümegi P., Molnár D., Sávai Sz., Náfrádi K., Novák Zs., Szelepcsényi Z., Törőcsik T. (2015). First radiocarbon dated paleoecological data from the freshwater carbonates of the Danube-Tisza Interfluvium. Open Geosciences, 7: 1-13.
- Szelepcsényi Z. (2012). A Kárpát-medence éghajlata a XX. században Holdridge életforma rendszere alapján. OFKD dolgozat. XIII. Országos Felsőoktatási Környezettudományi Diákkonferencia, Veszprém, 33 p.
- Szelepcsényi Z., Breuer H., Ács F., Kozma I. (2009). Biofizikai klímaklasszifikációk (1. rész: a módszerek bemutatása). Léggör, 54: 21-26.
- Szelepcsényi Z., Breuer H., Sümegi P. (2014): The climate of Carpathian Region in the 20th century based on the original and modified Holdridge life zone system. Central European Journal of Geosciences 6: 293-307.